# Druckverlauf beim Durchzug einer von Norden nach Süden ziehenden Depression

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt von der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Brünnhilde Kluge

aus Berlin

Tag der Promotion: 30. Juli 1937

Tag der mündlichen Prüfung: 9. Juni 1937

1937

Druck: Triltsch & Huther, Berlin O 27

N 32

Referenten: Prof. Dr. H. v. Ficker

Prof. Dr. A. Defant

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

N 32

**Disposition**


| | Seite |
|---|---|
| I. Einleitung | 5 |
| II. Wetterlage und Wetterentwicklung | 6—11 |
| III. Steig- und Fallgebiete des Luftdrucks | 11—17 |
| IV. Aufstiege | 17—21 |
| V. Verlauf der Druckwelle | 22—33 |
| VI. Schneefall | 33—36 |


N 32

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41535713_0190

## I. Einleitung.

Veranlassung zur nachfolgenden Arbeit gaben außergewöhnlich starke Schneefälle, die in Deutschland westlich der Oder vom Spätnachmittag des 31. I. 34 auf den 1. II. 34 niedergingen. Vielfach wurden sie Ursache zu Verkehrsstörungen. Von den deutschen Wetterdienststellen wurde der Schneefall jedoch kaum in einem derartigen Ausmaß erwartet. Diese großen Niederschläge waren mit einem Sturmtief verbunden, dessen plötzliche Entstehung an der mittelnorwegischen Küste und dessen seltene Nordsüdwanderung von Skandinavien nach Süddeutschland man im Isobarenbild der Karten vom 31. I. bis 1. II. (vgl. Fig. 1—6) verfolgen kann. Durch diese seltene und überraschend schnelle Verlagerung des Sturmtiefs wird eine Änderung der Wetterlage besonders im Westen des Deutschen Reiches bewirkt, die gerade diesem Teil von Deutschland innerhalb weniger Stunden — es handelt sich um einen Zeitraum von ungefähr 16 Stunden — große Niederschläge brachte, während der Osten fast niederschlagsfrei blieb.

In dieser Arbeit sollen Entstehung und Verlauf des Tiefs verfolgt werden. Zu diesem Zweck werden die Wetterlage und deren Entwicklung, die Verlagerung der Steig- und Fallgebiete des Luftdrucks und die deutschen Aufstiege betrachtet werden. Hieraus ergeben sich dann die beeinflussenden Faktoren für den Verlauf der Druckvorgänge, die sodann in den einzelnen Stadien ihrer Entwicklung an Hand von finnischen, norwegischen, deutschen und österreichischen Registrierungen verfolgt werden, wobei das Hauptgewicht auf die Erklärung des regional sehr von einander abweichenden Druckverlaufs gelegt wird. Diese Betrachtung soll auch — soweit das bei dem verhältnismäßig geringen norwegischen Material möglich ist — über die Entstehung des Tiefs Auskunft geben.

Zum Schluß werden noch kurz Ausbreitung und Ergiebigkeit des Schneefalls besprochen. Ob sich dieser Schneefall und der Durchzug des Tiefs bereits am 31. I. morgens voraussagen ließen, muß dahingestellt bleiben.

## II. Wetterlage und Wetterentwicklung.

Bei der allgemeinen Betrachtung der Wetterlage vom 31. I. und 1. II. 34 muß zunächst festgestellt werden, daß es sich einerseits um den verhältnismäßig seltenen Fall eines von Norden nach Süden wandernden Sturmtiefs handelt, andrerseits, daß der gesamte Vorgang — Entstehung und Wanderung des Tiefs — in sehr stürmischem

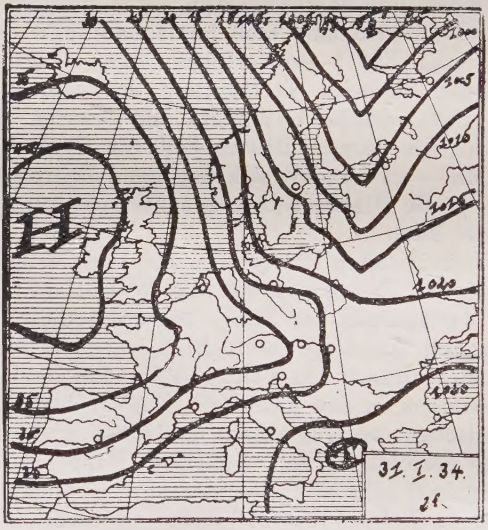
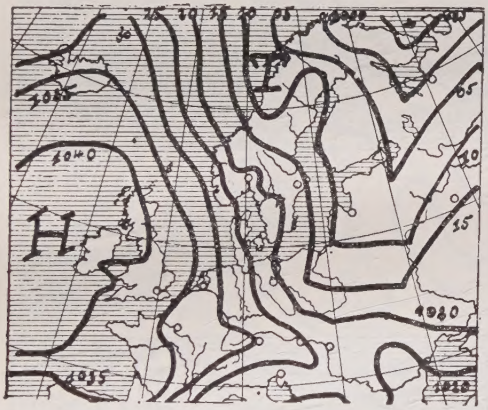



Fig. 1

Tempo vor sich ging. Die Betrachtung der Wetterlage soll mit der Nacht des 31. I. beginnen (Fig. 1). Zu diesem Termin war noch keine Andeutung für die Entstehung des Sturmtiefs vorhanden. Über dem Atlantik liegt westlich der Britischen Inseln ein stationäres Hoch, das offenbar mit dem Azorenhoch in Verbindung steht. Dieser Hochdruckkomplex wird von Zyklonen, die in nordöstlicher Richtung über das Mittelmeer weiter ziehen, umkreist (s. Wetterkarten der deutschen Seewarte vom 31. I. und 1. II. 34). Diesem britischen Hoch liegt zwischen Spitzbergen und Nowaja Semlja ein Tief gegenüber, das über das Weiße Meer und Finnland einen Ausläufer nach Süden schickt. Der Ausläufer überschwemmt Finnland und Nordskandinavien mit Kaltluft.

An der skandinavischen Küste macht sich am 31. I. morgens ein Temperaturgegensatz bemerkbar, der den Süden im Vergleich zum Norden warm erscheinen läßt. Diese Tatsache beruht auf maritimen Luftmassen, wahrscheinlich subtropischer Herkunft, die offenbar im Norden um das Hoch herumgeschafft werden, bzw. diesem Hoch entquellen. Durch das Übergewicht der nördlich von Skandinavien und dem Landinnern herrschenden Kaltluft kann sich im Norden die Warmluftzufuhr noch nicht durchsetzen. Es bildet sich hier im Norden, zum Teil vielleicht durch Zufuhr von Warmluft aus der Höhe, ein zweiter schwächerer Ausläufer der nördlichen Zyklone, deren Kern selbst jetzt über der Barentsee (980) liegt (Fig. 2). Die Temperaturgegensätze zwischen Küste und Landinnern sind sehr groß (bis 15°).




31. I. 34. 8h

Fig. 2

Hier wäre also ein Ansatzpunkt für die Entstehung des Sturmwirbels anzunehmen. Es ist aber völlig unwahrscheinlich, daß auf der Tatsache der Temperaturunterschiede allein die Ausbildung des Tiefs beruhen soll. — Die Verschiedenheit der Luftmassen wird gleichzeitig durch die unterschiedlichen Windrichtungen charakterisiert, denn im allgemeinen scheinen die Winde in den nördlichen Regionen Norwegens mehr aus Norden zu wehen, während an der mittelnorwegischen Küste demgegenüber wesentlich westlichere Winde vorherrschen. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist auch anzunehmen, daß die nordnordwestlichen Winde der nordnorwegischen Küste auf einen Einfluß der Maritimluft hindeuten, denn der hier vorkommende Schneefall ließe sich auf den Stau der feuchten, wahrscheinlich im Verhältnis zur vorherrschenden Luft wärmeren Maritimluft am Gebirge und vielleicht auch an der kälteren Festlandsluft erklären.

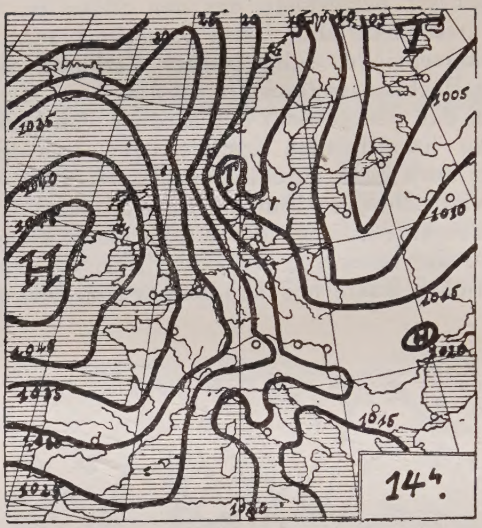

1005
1010
1015
1020
1025
1030
1035
1040
H
14h.

Fig. 3

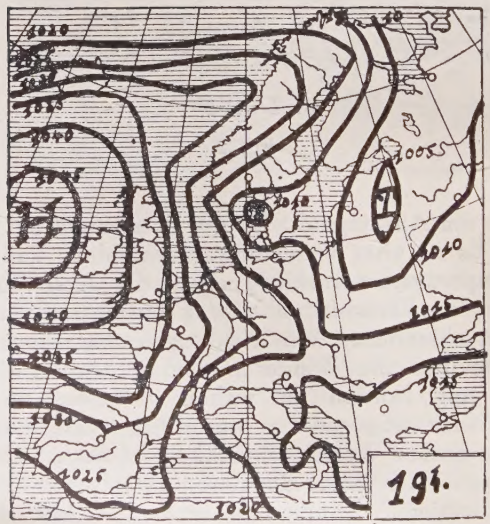

1005
1010
1015
1020
1025
1030
1035
1040
H
19h.

Fig. 4

Von einer gewissen Bedeutung für die Ausbildung des Tiefs im nördlichen und östlichen Deutschland wird sich später die Okklusion erweisen, die in Verbindung mit der Barentseezyklone vom Weißen Meer über Finnland bis fast nach Mitteldeutschland hereinreicht. Sie ist am Boden durch einen Windsprung von Westen auf Nordwesten gekennzeichnet.

Um $14^h$ ist auf der Rückseite dieser Okklusion Kaltluft aus Nordosten schon über Königsberg bis Stettin vorgestoßen. Diese Kaltluft setzt sich im Laufe des Nachmittags immer weiter nach Süden durch (Breslau —3°). Auf den Einbruch dieser Kaltluft ist es auch zurückzuführen, daß bei einem ganz oberflächlichen Überblick über die

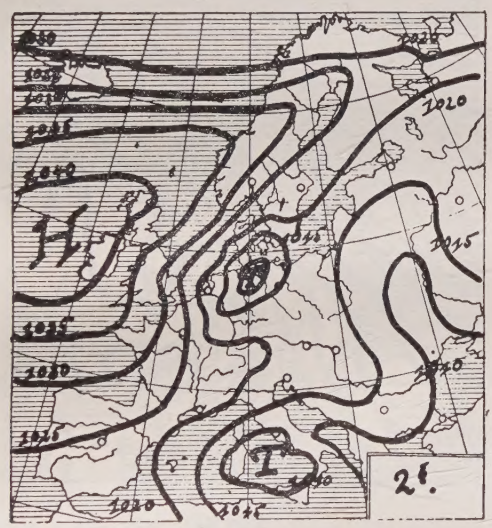



Fig. 5

Barogramme Ost- und Westdeutschlands (vgl. Abschn. V) der Eindruck entsteht, als pflanze sich der Druckfall von Osten nach Westen fort. Daß das in Wirklichkeit nicht der Fall ist, wird die spätere genaue Untersuchung der Registrierungen ergeben.

Inzwischen hat sich der zweite Tiefausläufer in Norwegen nach Süden verlagert (Fig. 3), ohne sich jedoch bis Mittag zu einem selbständigen Tief auszubilden. Da von dem Atlantikhoch offenbar ein Druckanstieg nach Nordosten vor sich geht, kommt es an der Küste zu großen Windstärken (7—8), die namentlich die Rückseitenwinde des noch nicht völlig geschlossenen Wirbels bilden.

Am Abendtermin (Fig. 4) hat sich das Tief östlich von Skagen entwickelt. Die Rückseitenwinde haben an Stärke noch zugenommen (bis 9). Dieser Vorgang wird durch den kräftigen Vorstoß des

Atlantikhochs nach Skandinavien besonders unterstützt. So wird also der anfänglich vorhandene Temperaturunterschied zwischen polaren und maritimen Luftmassen jetzt noch durch Druckgegensätze gefördert.

Die Maritimluft des britischen Hochs setzt sich gegen Abend in Norwegen durch und ruft ein Ansteigen der Temperatur selbst im Landinnern (Gällivare um 7°) hervor, während Mittel- und Südskandinavien unter dem Einfluß der von Nordosten an der Rückseite der Barentseezyklone — die sich nordöstlich in Richtung des Karischen Meeres verlagert — heranrückenden Polarluft kälter wird.

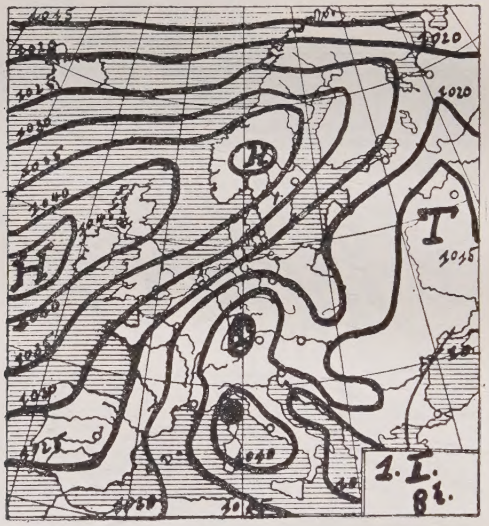



Fig. 6

Nachts hat sich das Sturmtief nun nach Norddeutschland verlagert (Fig. 5). Es ist von außerordentlich stürmischen Winden begleitet, da die Druckgegensätze sehr groß sind (25 mb auf 600 km). Der Vorstoß des Atlantikhochs nach Skandinavien dauert an. Von Norden jedoch beginnt eine Grönlandzyklone heranzurücken, ohne auf die hier untersuchte Entwicklung Einfluß zu gewinnen.

Im Süden aber entwickelt sich eine dritte Erscheinung, die später die Ausbildung des Tiefs in Deutschland beeinflußt. Vom Mittelmeer ist eine Zyklone auf der Vb-Straße nach Osteuropa gewandert und übernimmt somit die Funktion der abgewanderten Barentseezyklone, nämlich das weitere Heranschaffen polarer Kaltluft aus Nordosten. Am 1. II. morgens nimmt dieses Tief ungefähr die Stelle ein, an der bis dahin der finnische Ausläufer lag (Fig. 6). Unter dem Einfluß des Atlantikhochs hat sich nun in Skandinavien ein kaltes Zwischenhoch

gebildet, das aber durch das schnelle Heranrücken der Grönlandzyklone im Norden und das Sturmtief im Süden Deutschlands bereits wieder abgebaut wird. Die Rückseitenwinde des Sturmtiefs beherrschen die gesamte Ost- und Nordsee und Mitteldeutschland und erreichen selbst im Flachland Stärken bis Windstärke 9. Die von Nordosten kommende Abkühlung hat außer dem oberen Rheintal von ganz Deutschland Besitz ergriffen und hat besonders Ostdeutschland gegen den Vortag vielfach um mehr als 10—12° abgekühlt.

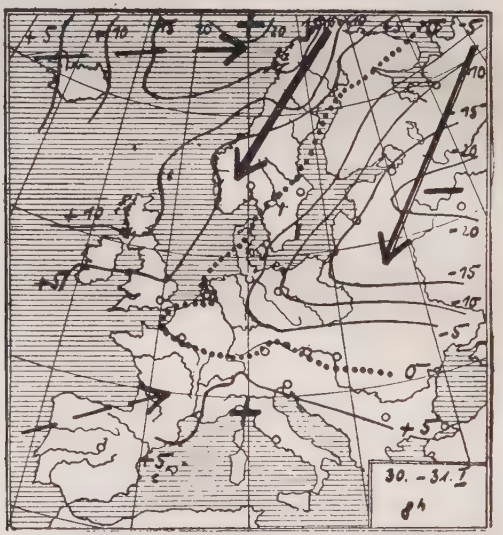
Aus der Betrachtung der Wetterentwicklung geht vor allem die rasche Wanderung des Sturmtiefs nach Süden hervor. Von Einfluß auf seine Entstehung und Wanderung sind ohne Zweifel Temperaturgegensätze zwischen den verschiedenen Luftmassen gewesen, wobei es sich an der norwegischen Küste um den Zustrom maritimer Luft gegenüber kalter Festlandsluft, in Deutschland aber um den Einbruch arktischer Kaltluft in Gebiete, die im Vergleich zu dieser Luft gemäßigtere Temperaturen hatten, handelt.

Aus den starken Druckgegensätzen läßt sich jedoch schließen, daß die Entstehung des Tiefs nicht allein Temperatureffekten zuzuschreiben sein kann, sondern daß zweifellos Vorgänge in den höhern Schichten der Atmosphäre an der Ausbildung beteiligt sein müssen.

## III. Steig- und Fallgebiete des Luftdrucks.

Um die Entstehung und Entwicklung des Sturmtiefs untersuchen zu können, sind die 24-stündigen Luftdruckänderungen und die mehrstündigen Druckänderungen von Termin zu Termin (s. Fig. 7—12) gezeichnet worden. Aus der Übersicht über die gesamten Änderungen des Luftdrucks ergibt sich, daß das Sturmtief eine an eine mächtige Druckwelle angegliederte, sekundäre Erscheinung ist. Es handelt sich dabei um einen Vorgang der niederen Troposphäre, der während seiner Entstehung und in den ersten Phasen seiner Entwicklung von Temperaturgegensätzen unterstützt wird. Außerdem müssen sich die aufeinander stoßenden Luftmassen noch in ihrem Feuchtegehalt unterscheiden, denn es steht warme Meeresluft kalter Festlandsluft gegenüber. Für die Erklärung der am 1. II. erfolgten Vertiefung (15 mb) des Fallgebiets in Südwesteuropa reichen dann die Temperaturgegensätze nicht mehr aus, und man muß dazu einen Druckfall in den höheren Schichten, der von Süden nach Norden gerichtet ist, berücksichtigen. Um die Veränderung der Großwetterlage zu untersuchen, müssen zuerst die 24-stündigen Druckänderungen behandelt werden. Nach den 24-stündigen Isallobaren stellt sich die Entwicklung folgendermaßen dar: 30.—31. I. (Fig. 7)

Fast in ganz Europa fällt der Druck, besonders stark aber im mittleren Rußland (20 mb). Gleichzeitig sinkt die Temperatur im größten Teil des Fallbereichs. In Nordrußland ist die Abkühlung am größten (—10°), nach Süden wird sie geringer. Diesem Druckfallgebiet liegt nun ein Steiggebiet zwischen Grönland und Skandinavien gegenüber (20 mb). Hier sinkt an der skandinavischen Küste die Temperatur, — sie befindet sich in demselben Kältestrom wie Nord- und Mittelrußland, — während an der isländischen Küste Erwärmung eintritt. Das gesamte System stellt also eine mächtige Druckwelle dar, die von Nordwesten nach Südosten gerichtet ist; die gleichzeitigen Tem-



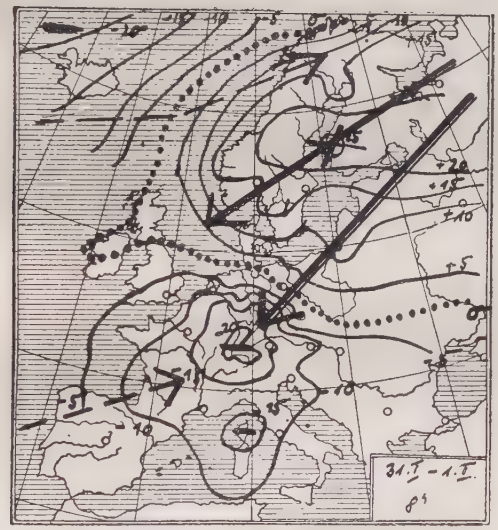

⟶ = Kaltluft  - - - → = Warmluft

Fig. 7

peraturänderungen stehen jedoch in keiner eindeutigen Beziehung zu den Druckänderungen. Man muß deshalb wohl für ihre Entstehung eine Beeinflussung aus höheren Schichten annehmen, die auch — wie später hervorgehen wird — tatsächlich vorhanden ist. Die Terminbeobachtungen ergeben zwischen dem Abendtermin des 30. I. und dem Morgentermin des 31. I. (Fig. 9) einen Druckfall, der von Grönland ausgeht und ebenfalls mit Erwärmung verbunden ist, während das gesamte Osteuropa von Kaltluft beherrscht ist. 31. I.—1. II. (Fig. 8). An Stelle des vortägigen Fallgebietes ist nun ein Steiggebiet getreten, d. h. die Rückseite der Welle hat sich nach Südosten verlagert. Gleichzeitig ist die Abkühlung weiter nach Süden fortgeschritten und hat dabei eine Tendenz nach Westen erfahren. Offenbar reicht der Druckanstieg bis in höhere Schichten und, da von dem Fallgebiet

noch ein Rest in Südwesteuropa vorhanden ist, dirigiert dieser Druckanstieg die bereits über Finnland und dem mittleren Rußland befindlichen Kaltluftmassen in südwestliche Richtung. Auf diese Weise wird der Kaltlufteinbruch aus Nordosten ausgelöst. Im Rücken des Steiggebietes erscheint ein neuer Druckfall, der jedoch für die hier betrachtete Entwicklung ohne Belang ist.

Wie schon eben gesagt, ist von dem ursprünglich kräftigen Fallgebiet ein Rest in Süd- und Westeuropa geblieben; also auch der Druckfall der Welle ist nach Südwesten abgedrängt worden. In den östlicher gelegenen Gebieten ist der Druckfall von dem Druckanstieg



⟶ = Kaltluft ⟶ = Warmluft

Fig. 8

und den troposphärischen Kaltluftmassen bereits überkompensiert. In Mittel- und Westeuropa, wo die Kaltluft noch nicht hingedrungen ist, erlebt das Fallgebiet unter dem Einfluß wärmerer, aus südwestlicher Richtung zuströmender Luftmassen eine Verstärkung. Hier wäre also derselbe Vorgang wie bei der Entstehung des Fallgebietes vorhanden (Fig. 9).

In diese Vorgänge ist nun als Teilvorgang die Entwicklung eines von Norden nach Süden ziehenden, wenig umfangreichen Fallgebietes eingegliedert. Es läßt sich am besten verfolgen, wenn man mehrstündige Isallobaren von Termin zu Termin zeichnet (Fig. 9—12). Dabei scheint dieses neue Fallgebiet, das an der mittelnorwegischen Küste seinen Ursprung hat, eine von den bisher besprochenen Vorgängen unabhängige Entwicklung zu haben. In den 24-stündigen

Änderungen wird es von der mächtigen Druckwelle überdeckt; dennoch ist es in seiner Entstehung und Ausbildung von diesen Vorgängen abhängig (Fig. 9). Zum ersten Mal erscheint es mit einem kräftigen Fall von 5 mb an der mittelnorwegischen Küste zwischen dem Abendtermin des 30. I. und dem Morgentermin des 31. I. (Fig. 9). Seine Entstehung steht offenbar mit dem an der Rückseite des skandinavischen Steiggebietes in Grönland einsetzenden Druckfall in Verbindung. Unterstützt wird dieser Druckfall durch Zufuhr von Warmluft aus südwestlicher Richtung. Diese Luft wird an der norwegischen Küste zum Aufgleiten gezwungen und findet im Landinnern wesent-

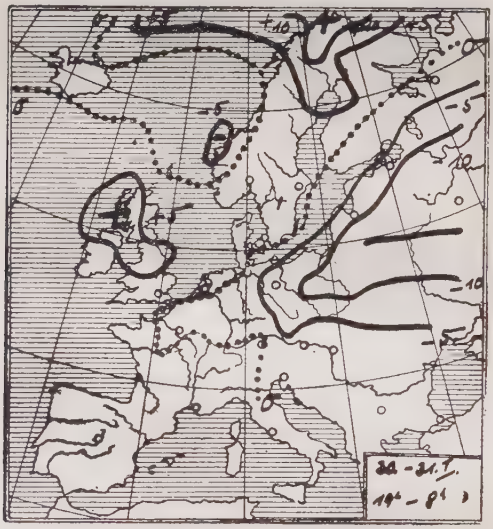


Fig. 9

lich kältere Luft vor. Diese Kaltluft gehört zu dem aus Norden kommenden Druckanstieg, der (Fig. 10) zum nächsten Termin das Fallgebiet nach Süden gedrängt hat. Dieses Steiggebiet ist mit dem in den 24-stündigen Isallobaren besprochenen identisch. Um $14^h$ befindet sich das Fallgebiet in Südskandinavien (Fig. 11). Der Kaltluftvorstoß aus Nordosten ist zwischen 14—$19^h$ schon von Nordosten nach Südwesten gerichtet (Fig. 11); so wird auch die Fortpflanzungsrichtung des Druckfalls nach Südwesten umgebogen. Bis dahin hat sich der Fall nicht vertieft.

Zwischen $19^h$ am 31. I. und $8^h$ am 1. II. wandert das Fallgebiet nach Süddeutschland und verstärkt sich dabei (15 mb) (Fig. 12). Nach den 24-stündigen Isallobaren befand sich der Rest des östlichen Fallgebietes um diese Zeit ebenfalls in Süddeutschland. Es ist anzunehmen, daß beide Erscheinungen sich verstärken. Da aber auch die

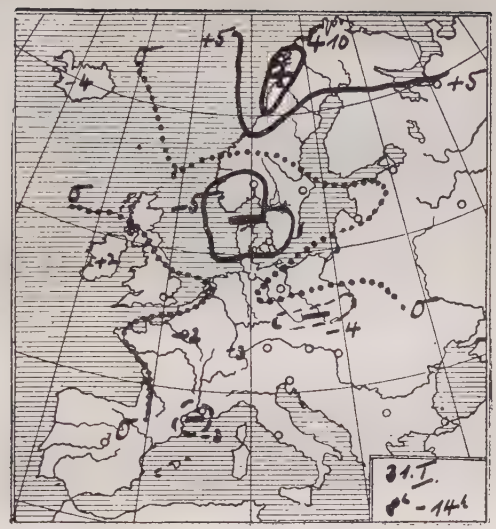



Fig. 10

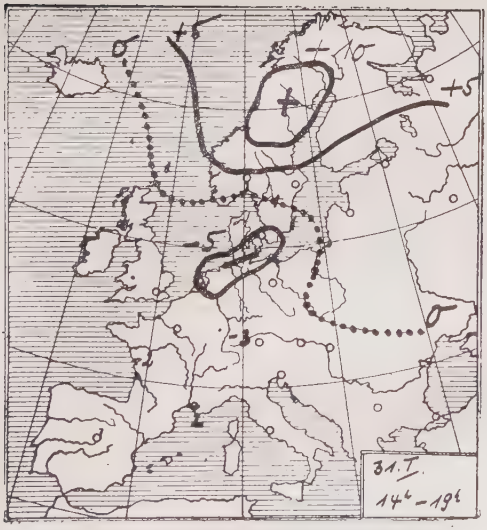



Fig. 11

Kaltluft bis zum Morgen des 1. II. Süddeutschland erreicht hat, dürfte sie wiederum der Vertiefung entgegenwirken. Hier setzt nun der Einfluß eines Druckfalls in den höheren Schichten ein, der aus einer

Fig. 12

Höhendruckänderungskarte (Fig. 13) bereits bei 1000 m zu erkennen ist. Dieser Druckfall steht offenbar mit den Mittelmeerdepressionen in Verbindung. Da außerdem das Temperaturgefälle süd-nördlich ge-

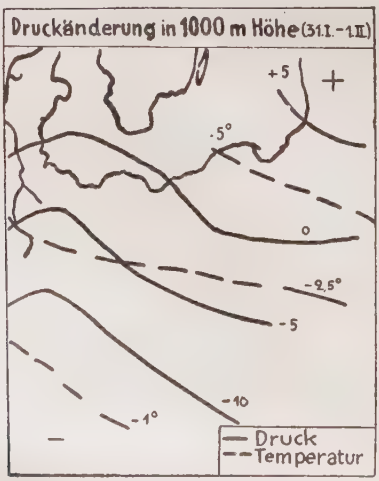



Fig. 13

richtet ist, muß man den Einfluß wärmerer bzw. feuchterer Luftmassen in der Höhe annehmen, die von dem Tief mitgebracht sein können und durch den Einbruch der Kaltluft am Boden in höhere Schichten befördert wurden. Diese Faktoren zusammen haben offenbar die Verstärkung des Druckfalls hervorgerufen.

Daß der aus der Höhe stammende Druckfall von Einfluß gewesen ist, geht aus der Überkompensierung des Druckfalls in östlicher gelegenen Gebieten durch die Kaltluft hervor.

## IV. Aufstiege.

In der Besprechung der Aufstiege soll nun die Mächtigkeit des Kaltlufteinbruches aus Nordosten untersucht und außerdem festgestellt werden, ob tatsächlich in den Aufstiegen des westlichen bzw. südwestlichen Deutschlands der Einfluß wärmerer, feuchter Luft zu finden ist.

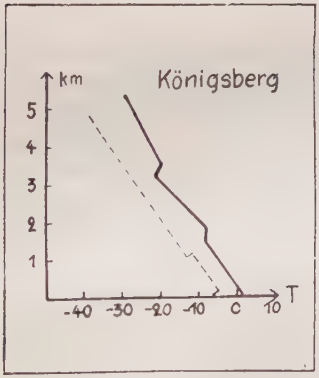



Fig. 14

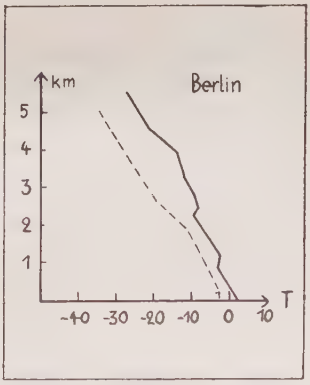



Fig. 15

Aus den Aufstiegen der Stationen Hamburg, Königsberg, Berlin, Lindenberg, Darmstadt und München geht allgemein eine starke Abkühlung mit der Höhe vom 31. I. auf den 1. II. hervor (Fig. 14—22). Als Beispiel mögen Königsberg (Fig. 14) und Berlin (Fig. 15) mit 12° Temperaturabnahme in 4000 m dienen. An den Stationen des östlichen Sektors setzt sich diese Abkühlung bis auf den Boden mit 6—8° Temperaturabnahme durch. Aus den Angaben der spezifischen Feuchte, die ein Trocknerwerden der Luft besonders in den unteren Schichten zeigt, erhellt vollends, daß es sich an diesen Stationen um

die von Nordosten kommende Kaltluft handeln muß, weshalb auch die Temperaturen in Königsberg noch tiefer sinken als die von Berlin und Lindenberg.

Demgegenüber steht nun der Hamburger Aufstieg (Fig. 16), bei dem die Temperaturabnahme bis 2000 m geringer (2—3°) ist. Aus

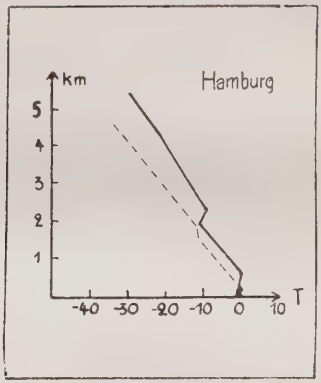



Fig. 16

dem, wenn auch geringen Zunehmen der spezifischen Feuchte geht hervor, daß hier noch der Einfluß eines anderen Luftkörpers — nämlich Maritimluft — mitspricht. Diese Wirkung der Meeresluft äußert sich auch in Berlin ab 3000 m, denn trotz der vorhin erwähnten starken Abkühlung ist die Abnahme der spezifischen Feuchte nur gering. Offenbar kann sich die Maritimluft hinsichtlich einer Temperatursteigerung gegenüber der Kaltluft nicht durchsetzen, weshalb ihr Ein-

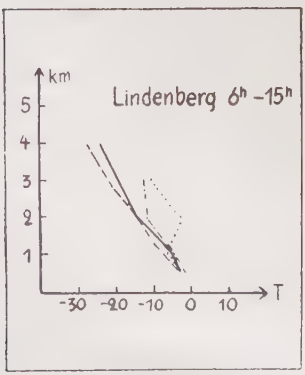



Fig. 17

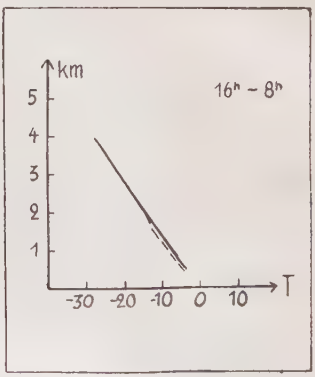



Fig. 18

fluß nur in einem Abstoppen des Austrocknens durch die Kaltluft zu erkennen ist. Diese Tatsache läßt sich recht gut aus den vier Aufstiegen von Lindenberg am 31. I. (Fig. 17—19) und den beiden Aufstiegen von Hannover (Fig. 20) ersehen. In dem Zeitraum von 6—10$^h$ tritt in den Lindenberger Aufstiegen von 1500 m ab eine starke Abkühlung verbunden mit einem Trocknerwerden der Luft ein. Diese Kaltluft setzt sich im Lauf des Tages bis zum Boden durch. Vergleicht man nun den letzten Aufstieg um 15$^h$ am 31. I. (Fig. 18) mit dem Morgenaufstieg des 1. II., so stellt man fest, daß in der Zwischenzeit die Abkühlung nur noch ungefähr 1° ausmacht, während die spezifische Feuchte bis 2000 m zugenommen hat. Offensichtlich ist hier also ein Einfluß der Maritimluft zu erkennen, der freilich wie-

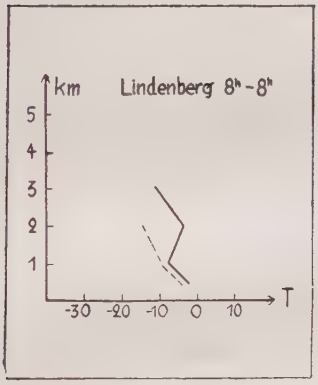



Fig. 19

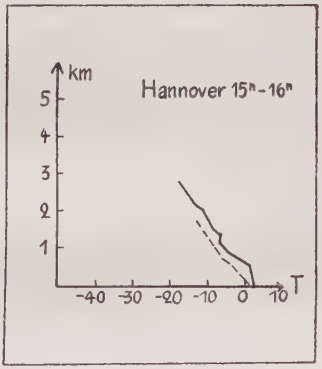



Fig. 20

derum nicht so kräftig ist, daß er sich im 24-Stundenintervall durchzusetzen vermag (Fig. 19), denn aus diesem geht noch ein Trocknerwerden der Luft hervor; allein die geringe Höhe der Abnahme der spezifischen Feuchte trotz der im 24-Stundenintervall kräftigen Abkühlung deuten auf die Wirkung der Maritimluft hin. Als Fortsetzung zu den Lindenberger Aufstiegen in zeitlicher und räumlicher Beziehung sind die beiden Aufstiege von Hannover um 15 und 16$^h$ am 31. I. (Fig. 20) anzusehen. In dieser Stunde tritt vom Boden bis ungefähr 2000 m — höher reicht der zweite Aufstieg nicht — eine Temperaturabnahme von stellenweise 4° ein, während gleichzeitig die spezifische Feuchte zunimmt. Da die Temperaturwerte des 16$^h$-Aufstieges mit dem 15$^h$-Aufstieg von Lindenberg korrespondieren, ist anzunehmen, daß die Kaltluft in der Zwischenzeit bis Hannover vorgestoßen ist. Gleichzeitig muß man aber auch den Einfluß der Maritimluft mit ihrer feuchtesteigernden Wirkung annehmen. Um diese Zeit treffen hier also die beiden Luftmassen aufeinander. Aus dem spärlichen Beobachtungsmaterial über den Beginn des Schnee-

falls geht hervor, daß tatsächlich in Norddeutschland der Niederschlag um diese Zeit einsetzt.

Aus den norddeutschen Aufstiegen gehen diese Tatsachen viel klarer hervor als aus den süddeutschen. Auch hier ist in München und Darmstadt die Abkühlung in der Höhe vorhanden. Jedoch läßt sich aus dem Verhalten der spezifischen Feuchte auf verschiedene Luftkörper schließen. Da die Münchener Temperatur (Fig. 22) von —35° in 5000 m mit der Königsberger in der gleichen Höhe übereinstimmt, und außerdem die spezifische Feuchte abgenommen hat, scheint sich hier die Kaltluft bereits durchgesetzt zu haben, während in den unteren Schichten (bis 2000 m) wahrscheinlich dem Einfluß der Maritimluft die schwache Abkühlung und die geringe Erhöhung der spezifischen Feuchte zuzuschreiben ist. Anders in Darmstadt (Fig. 21).

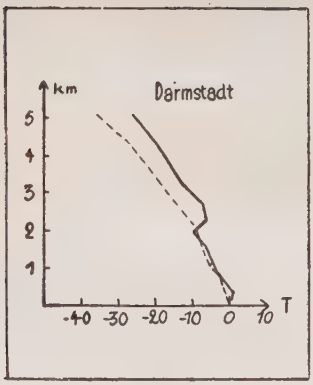



Fig. 21

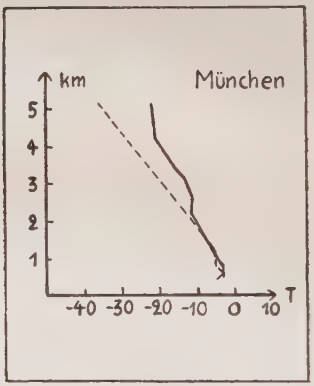



Fig. 22

Hier äußert sich der Einfluß der Maritimluft trotz der kräftigen Abkühlung in der Höhe (durchschnittlich 6°) in einem Feuchterwerden der Luft.

Während man mit Hilfe der Serienaufstiege von Lindenberg und Hannover in Norddeutschland die Entwicklung der Vorgänge klar verfolgen kann, ergeben die süddeutschen Aufstiege kein sicheres, eindeutiges Bild. Für die weitere Betrachtung jedoch ist vor allem die Tatsache ausschlaggebend, daß die von Nordosten kommende Kaltluft im Allgemeinen bis in große Höhen reicht. Hiermit ist ein wichtiges Hilfsmittel für die Deutung des Druckverlaufs am Boden gegeben. Außerdem wurden Spuren maritimer Luft in den westdeutschen Aufstiegen nachgewiesen, die Anlaß zu Mischungsvorgängen und Niederschlägen in den westdeutschen Gebieten gaben.

## Aenderungen der spezifischen Feuchte.

| | | |
|---|---|---|
| Zu Fig. 14 | 500 m | —1.4 |
| | 1000 m | —1.4 |
| | 2000 m | —0.7 |
| | 3000 m | —0.5 |
| | 4000 m | —0.55 |
| Zu Fig. 15 | 500 m | —1.4 |
| | 1000 m | —1.3 |
| | 2000 m | —1.3 |
| | 3000 m | —0.3 |
| | 4000 m | —0.3 |
| Zu Fig. 16 | 500 m | 0.0 |
| | 1000 m | 0.2 |
| | 2000 m | 0.0 |
| | 3000 m | —0.2 |
| | 4000 m | 0.0 |
| Zu Fig. 17 | 500 m | —1.06 |
| | 1000 m | —1.2 |
| | 2000 m | —0.45 |
| | 3000 m | —0.25 |

..... 6 h
-·-·- 10 h
——— 13 h
---- 15 h

| | | |
|---|---|---|
| Zu Fig. 18 | 500 m | 0.5 |
| | 1000 m | 0.8 |
| | 2000 m | 0.7 |
| | 3000 m | . |
| | 4000 m | . |
| Zu Fig. 19 | 500 m | —0.8 |
| | 1000 m | —0.5 |
| | 2000 m | 0.0 |
| | 3000 m | . |
| Zu Fig. 20 | 500 m | 0.2 |
| | 1000 m | 0.7 |
| | 1500 m | 0.2 |
| Zu Fig. 21 | 500 m | —0.1 |
| | 1000 m | —0.1 |
| | 2000 m | —0.8 |
| | 3000 m | 0.2 |
| | 4000 m | 0.4 |
| Zu Fig. 22 | 1000 m | 0.2 |
| | 2000 m | 0.2 |
| | 3000 m | —0.6 |
| | 4000 m | —0.5 |

Die gestrichelte Linie gibt stets den Aufstieg des 1. II. 34 an; die ausgezogene Linie ist der Aufstieg des 31. I. 34.

## V. Verlauf der Druckwelle.

Nachdem die einzelnen Faktoren, die auf die Entwicklung des Sturmtiefs eingewirkt haben, klargestellt sind, soll nun an Hand von Druckregistrierungen verfolgt werden, wie sich der Einfluß dieser verschiedenen Vorgänge auf den Verlauf der Druckwelle am Boden äußert.

### Material:

Für die Untersuchung des Verlaufs der Druckwelle standen die Barogramme und Thermogramme der aus der beiliegenden Karte ersichtlichen Stationen zur Verfügung. Für Finnland sind es Sodankylä,

Fig. 23

Kanhava und Helsinki; für Norwegen: Tromsö, Trondheim, Bergen und Oslo; für Dänemark: Kopenhagen; für Deutschland östlich der Oder: Misdroy, Deutsch-Krone, Königsberg Frankfurt/O., Grünberg, Schneekoppe und Hindenburg; für Deutschland westlich der Oder: Lübeck, Soltau, Celle, Brocken, Erfurt und Helgoland, Oldenburg, Herford, Kassel und Kahler Asten; für Süddeutschland: München und Zugspitze; für Östererich: Wien, Salzburg, Sonnblick, Obir und Hafelekar. Für die Bereitwilligkeit, mit der mir von den meteorologischen Dienststellen der verschiedenen Staaten Kopien der Registrierungen zur Verfügung gestellt worden sind, möchte ich an dieser Stelle aufrichtig danken.

Gemäß der Fortpflanzungsrichtung des Tiefs von Norden nach Süden wurden — speziell in Deutschland — die Stationen in Nordsüdrichtung in drei Linien nebeneinander zusammengestellt (Fig. 23), um auf diese Weise einerseits die zeitliche Verschiebung nach Süden deutlich zu machen, andererseits, um die scharf zu trennenden Unterschiede, die zwischen Osten und Westen bestehen, klar hervorheben zu können. Auf der Karte sind die verschiedenen Phasen des Druckverlaufs ungefähr abgegrenzt, wobei die lang ausgezogenen Linien die Grenzen für die klar zu trennenden Phasentypen darstellen, während die kleingestrichelten Linien die Übergangsgrenzen kennzeichnen.

**Diskussionsbasis.**

Aus der Betrachtung der Wetterlage und deren Entwicklung und dem Verfolgen der Druckänderungen ergibt sich, daß zwei Faktoren an der Entstehung und der seltenen Nordsüdwanderung des Sturm-

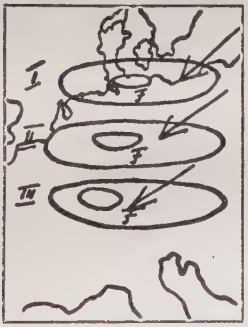



Fig. 24

tiefs beteiligt sein müssen. Aus den Wetterkarten geht offensichtlich ein Einbruch subpolarer Maritimluft, der an der norwegischen Küste stattfindet, und ein aus Nordosten kommender Kaltlufteinbruch hervor. Aus den Aufstiegen Deutschlands ist ersichtlich, daß die Intensität dieser Kaltluft sehr groß ist, und daß sie bis in große Höhen reicht. Ohne Zweifel hat die Kraft dieses Kaltluftvorstoßes auch die anfänglich nach Südosten gerichtete Fortpflanzung des Tiefs nach Südwesten umgebogen. Wenn man den Verlauf des Tiefs in einer schematischen Skizze (Fig. 24) verfolgt, so kann man an Hand der Barogramme feststellen, daß es in seiner Breitenausdehnung zwar noch östlich der Oder in einem Druckfall in den Barometerkurven erkennbar ist, jedoch erscheint dieser Druckfall im Vergleich zu dem der Stationen westlich der Oder wesentlich abgeschwächt. Dem folgenden Druckanstieg geht häufig schon die Kaltluft voraus und wirkt so abstoppend einer weiteren Vertiefung des Sturmwirbels entgegen. Je weiter sich das Tief nach Süden verlagert, um so auffälliger

wird die immer mehr nach Westen sich vorschiebende Kaltluft. Auf diese Weise wird es erklärlich, daß der am 31. nachts zwischen Elbe und Kieler Bucht liegende Kern am Morgen des 1. II. im südlichen Baden erscheint, denn die Abkühlung hat bereits, wenn auch nicht mit aller Intensität, München erreicht. Wo das Eindringen der Kaltluft den Druckfall noch nicht überkompensiert hat, erscheint also das Tief, wenn auch abgeschwächt, noch am Boden. Auf der östlichsten Linie des Reiches — Königsberg-Hindenburg — jedoch ist die Kaltluft so mächtig, daß sie verbunden mit dem Anstieg der Druckwelle eine Ausbildung des Tiefs von vornherein unterbindet. Es erscheint an diesen Stationen keine Andeutung des Druckfalls mehr.

Bei dem energischen Vorstoß der Kaltluft von Nordosten und der im Verhältnis dazu völlig geringfügigen Wirkung der Maritimluft ist es erstaunlich, daß es im westlichen Deutschland noch zu derartig starkem Druckfall (18—20 mm in 12 Stunden) kommt. Diese Tatsache ist unmöglich allein dem Temperaturgegensatz der vorhandenen Luftmassen zuzuschreiben, denn der Einfluß der Maritimluft in Deutschland besteht höchstens in einem Konstanthalten oder nur langsamen Absinkenlassen der Temperatur. Zu diesem geringen Effekt tritt also noch ein Druckfall aus der Höhe, der aus einer Höhendruckänderungskarte vom 31. I. auf den 1. II bereits in 1000 m zu erkennen ist. Das zugehörige Fallgebiet schreitet von Süden gegen Norden vor. Offenbar steht es mit den Depressionen, die um das Azorenhoch herum über das Mittelmeer auf der Vb-Straße nach Norden ziehen, in Verbindung. Wo dieser Druckfall noch mit der Maritimluft zusammenkommt — und das findet im westlichen Deutschland statt — erscheint der Druckfall am Boden am stärksten ausgeprägt. Je kräftiger jedoch im Osten die Kaltluft sich durchsetzt, um so mehr wird der Druckfall abgedämpft. Diese Tatsachen lassen sich nun aus den einzelnen Typen des Druckverlaufs der Barogramme herauslesen.

### Einteilung der Typen:

Zur Übersicht sollen zu allererst die einzelnen vorkommenden Druckverlaufstypen zusammengestellt werden. Aus ihrer allmählichen Abwandlung und ihren Übergängen in einander läßt sich das Zusammenwirken der verschiedenen Einzelvorgänge übersehen. Bei einem rohen Überblick (Fig. 25) sind vier Typen festzustellen: die finnische (I), die norwegische (II), die des östlichen Deutschlands (IV), und die des westlichen Deutschlands (III). Die Form der finnischen Druckregistrierung ist ein einfacher Druckfall und -anstieg, der völlig unbeeinflußt von dem Sturmwirbel bleibt und seine Form nur dem Tiefausläufer der Barentseezyklone und dem nachfolgenden Anstieg der Rückseitenkaltluft zu verdanken hat. Die norwegische Kurve ist in ihrem Verlauf durch den Beginn der Ausbildung des Sturmtiefs, der in den Rückseitendruckanstieg der Barentseezyklone hereinbricht, komplizierter.

Im nördlichen und östlichen Deutschland tritt der Druckfall ebenfalls anschließend an einen Druckanstieg ein. Hier handelt es sich jedoch um den vom Weißen Meer bis Mitteldeutschland hereinbrechen-

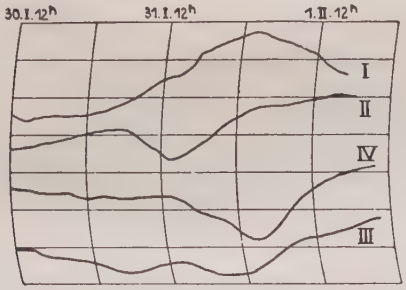


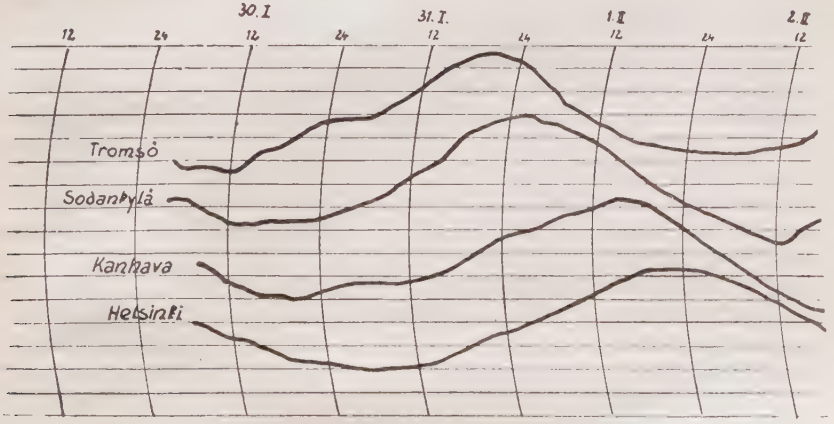

Fig. 25

den Druckanstieg der Okklusion vom 31. früh morgens. Auf diese Weise erhält speziell die Welle der östlichen Stationen eine gedoppelte Form, während unter dem schwindenden Einfluß der Okklusion nach Westen hier eine einfache, klar ausgeprägte Welle erscheint.

## Besprechung der Barogramme.

### Finnische Welle.

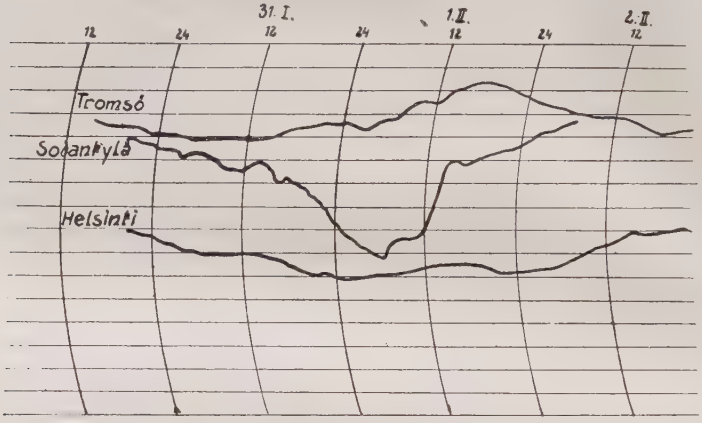
Wie schon oben gesagt, erhält die finnische Welle (Fig. 26) unter dem Einfluß des Tiefausläufers der Barentseedepression und des auf




Skala in 5 mm

Fig. 26

ihn folgenden Druckanstieges einen einfachen Verlauf bei niedriger Temperatur (Fig. 26a). In Sodankylä wird sogar bei dem Druckmaximum ein Temperaturminimum von —30° erreicht. Der troposphärische Kaltlufteinbruch ist so mächtig, daß sich der Druckfall aus




Skala in 5°

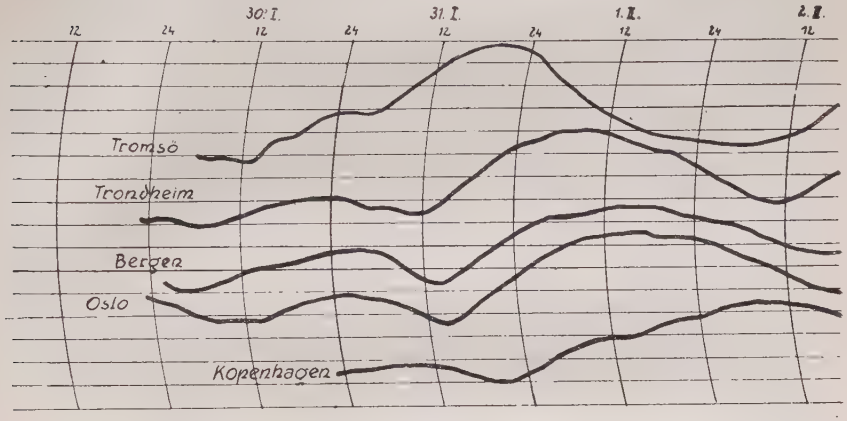
Fig. 26 a

der Höhe nicht einmal andeutungsweise am Boden durchsetzen konnte. Da er außerdem nicht von der Maritimluft unterstützt wurde, tritt also keine Beeinflussung des finnischen Druckverlaufs ein.

**Norwegische Welle.**

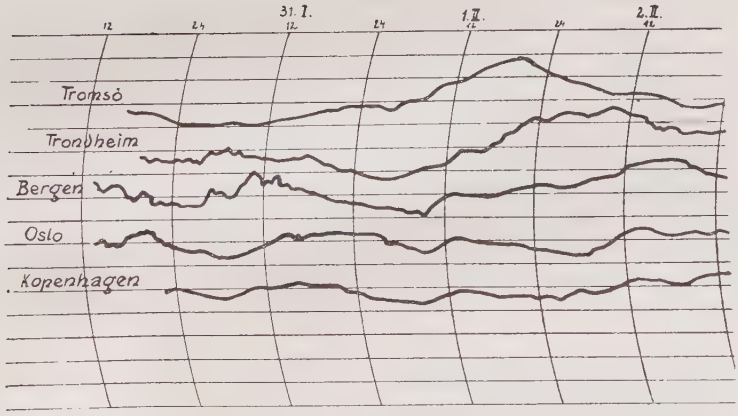
Den Übergang zu den norwegischen Stationen bildet Tromsö (Fig. 27), das zwar dem äußerlichen Druckverlauf nach mit den finnischen Stationen konform geht, nicht aber hinsichtlich des Temperaturganges mit ihnen übereinstimmt (Fig. 27a). In den frühen Morgenstunden des 31. I. (0—4$^{h}$) tritt in dem allgemeinen Druckanstieg nach der Passage der Barentseezyklone ein Konstantbleiben des Druckes ein — freilich nur für wenige Stunden. Gleichzeitig hört aber auch das dauernde Sinken der Temperatur auf. Sie wird konstant und beginnt vom Mittag des 31. an zu steigen. Vermutlich macht sich hier bereits die Maritimluft im Abstoppen des Temperatursinkens bemerkbar. Der folgende Temperaturanstieg ist dann völlig ihrem Einfluß zuzuschreiben. Wahrscheinlich ist der weitere Druckanstieg auch eine Wirkung des Vorstoßes des Atlantikhochs gegen die norwegische Küste. In Trondheim ist um einige Stunden später der Druckfall schon eingetreten. Er ist mit einem sprunghaften Ansteigen der Temperatur um 3° verbunden. Diese Temperaturerhöhung dauert jedoch nur wenige Stunden an und macht bereits vor Mittag einem neuen Sinken bei gleichzeitigem Sinken des Druckes Platz. Zweifel-

los muß man auch für diesen Vorgang das Einwirken einer Fallwelle aus der Höhe annehmen, denn es ist kaum anzunehmen, daß der Einbruch der Maritimluft allein den fast zwölfstündigen Fall bestreitet,




Skala in 5 mm

Fig. 27




Skala in $5^0$

Fig. 27 a

da noch dazu der Temperaturunterschied zwischen der vorhandenen und der eingebrochenen Luftmasse bald verschwunden ist. Ein Gleiches gilt für Bergen. Was den nachfolgenden Druckanstieg betrifft, so unterscheiden sich die beiden letztgenannten Stationen von Tromsö. Während hier das Steigen des Druckes bei gleichfalls stei-

gender Temperatur vor sich geht, ist an den beiden Küstenstationen der Druckanstieg mit sinkender Temperatur verbunden. Offenbar handelt es sich hier noch einmal um den Einfluß der Rückseitenluft der Barentseezyklone. Aus einer Gegenüberstellung der drei Stationen geht also hervor, daß eine dauernde Beeinflussung durch die Maritimluft mit dem Vorstoß des Druckes vom Atlantikhoch her verknüpft ist, und daß diese Tatsache zuerst im Norden Norwegens stattfindet.

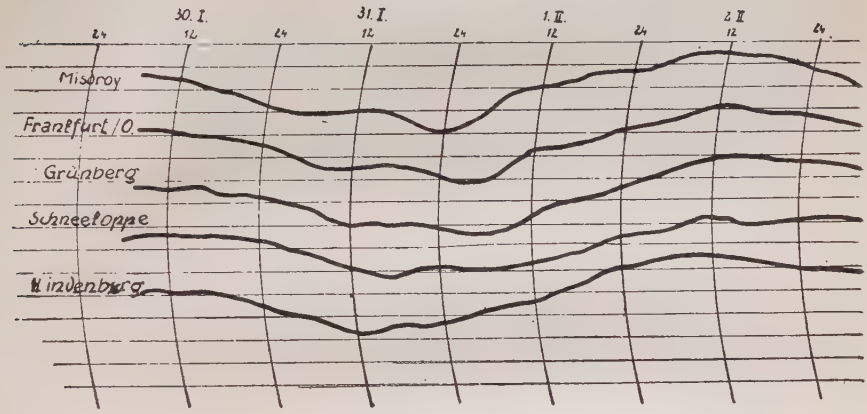
In Oslo findet die Ausbildung des Tiefs unter den gleichen Bedingungen wie in Trondheim und Bergen statt, d. h. vor Beginn des Druckfalles gegen $2^h$ morgens tritt nachts ein Temperaturanstieg um ungefähr $4^\circ$ ein, während bei Beginn des Druckfalles auch die Temperatur sinkt. Der folgende Druckanstieg jedoch geht im Gegensatz zu den beiden andern Stationen erst bei steigender, dann konstant bleibender Temperatur vor sich. In diesem Fall muß man wahrscheinlich den Druckanstieg einem Vorstoß des Atlantikhochs gegen die südnorwegische Küste zuschreiben, der tatsächlich um die Mittagszeit des 31. I. erfolgt. Dieser von Westen kommende und mit maritimwarmer Luft verknüpfte Druckanstieg ist also der Polarluft an Intensität überlegen und dirigiert dadurch das Tief nach Osten.

In Kopenhagen haben sich die Verhältnisse bereits wieder geändert. Unter dem Einfluß der maritimen Luft findet der Druckfall noch bei konstant bleibender Temperatur statt, — während des Druckanstiegs jedoch befindet sie sich unter der Einwirkung der von Nordosten kommenden Luftmassen wieder im Sinken. Hinsichtlich der gesamten Druckwelle muß man für Kopenhagen auch schon einen Druckanstieg in der Höhe während des Druckfalls am Boden annehmen, denn im Gegensatz zu den norwegischen Stationen — Bergen und Oslo, — wo der Druckfall gegen 8 mm betrug, werden in Kopenhagen nur ungefähr 4 mm erreicht, obwohl die Maritimluft während des gesamten Vorganges vorhanden war. Unterstützt wird diese Annahme durch den anschließenden steilen Druckanstieg (10 mm in 12 Stunden). Man könnte Kopenhagen also gewissermaßen als Übergangsstation zu den Stationen Deutschlands östlich der Oder auffassen.

**Welle im östlichen Deutschland.**

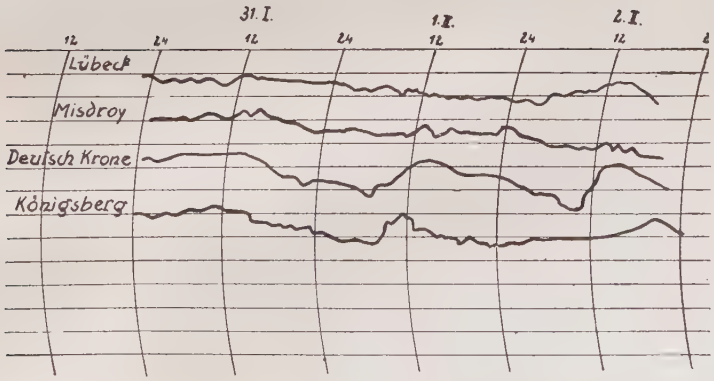
In Deutschland stimmen diese Vorgänge mit denen von Lübeck (Fig. 30) überein, während in Misdroy sich die atmosphärischen Zustände schon geändert haben, bzw. in verhältnismäßig stürmischer Änderung begriffen sein müssen (Fig. 28). Im gesamten Ostdeutschland entwickelt sich der Druckfall aus dem Rückseitendruckanstieg der Okklusion des 31. I. früh, ist aber stets mit sinkender, meist sprunghaft sinkender Temperatur verbunden (Fig. 28a). Im Vergleich zu den Stationen westlich der Oder ist der Druckfall nur geringfügig (Maximum: Misdroy mit 5 mm in 8 Stunden). Zur Entstehung des

Tiefs ist offenbar ein aus der Höhe stammender Druckfall ausschlaggebend gewesen, während die in den unteren Schichten stattfindende Abkühlung einer Vertiefung entgegenwirkte. Aus dem nach dem Druckminimum einsetzenden sehr steilen Druckanstieg (10 mm in




Skala in 5 mm

Fig. 28

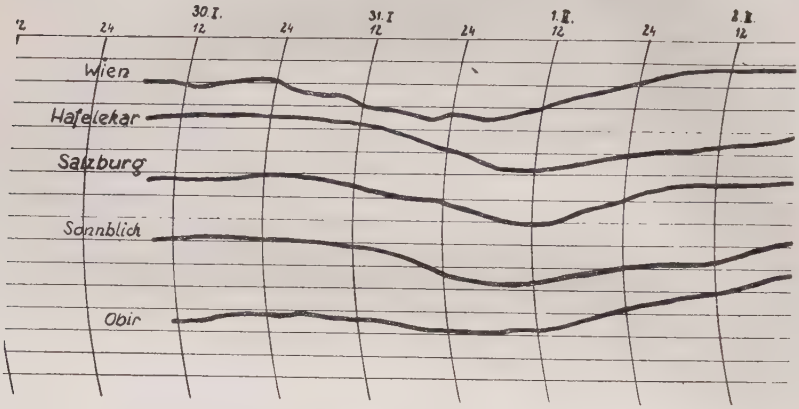



Skala in 5°

Fig. 28 a

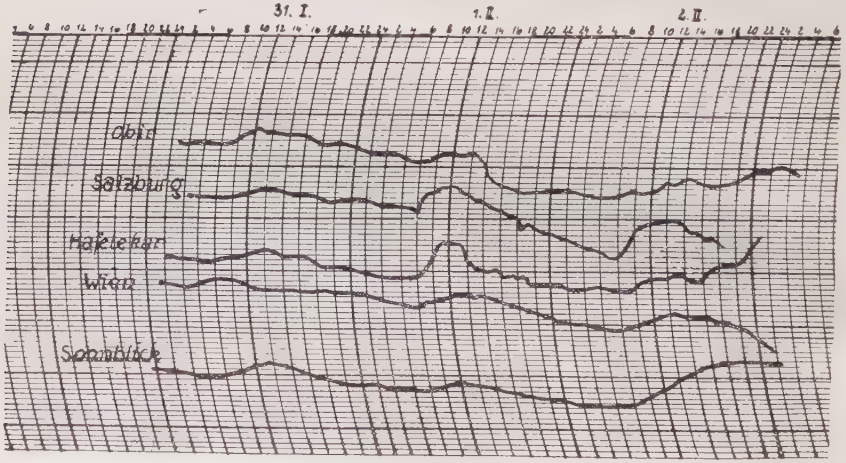
8 Stunden) ist zu schließen, daß sich der Druckanstieg, der nach der Höhendruckänderungskarte oberhalb 1000 m kenntlich wird, gegenüber dem Druckfall endgültig durchgesetzt hat und nun zusammen mit der Abkühlung den Druckfall überkompensiert. Fortschreitend nach Osten und Süden nimmt die Intensität der Kaltluft zu, sodaß —

wie schon früher festgestellt — in Königsberg wie in Hindenburg von der Wirkung des Sturmwirbels kaum noch etwas in der Barogramm-kurve zu ersehen ist, und nur noch der Einfluß des finnischen Tief-




Skala in 5 mm

Fig. 29




Skala in 10°

Fig. 29 a

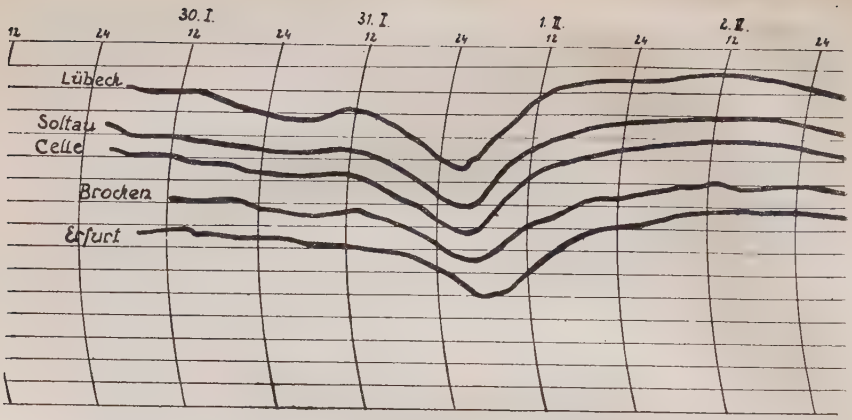
ausläufers registriert wird. Da im Vergleich zu den Stationen des westlichen Deutschlands der Druckanstieg zwar eben so stark ist, aber wesentlich langsamer erfolgt, so muß man sich diesen Vorgang für Ostdeutschland wie an einer Abgleitfläche vorstellen, während im

Westen Deutschlands unter der länger vorherrschenden Wirkung des Druckfalls eine Kaltlufteinbruchsfläche anzusetzen wäre. Da die Kaltluft von Nordosten hereinkommt, stoppt sie die Ausbildung des Tiefs ab und bewirkt ein bedeutend früher einsetzendes Druckminimum. Auf diese Weise hat man den Eindruck, als würde der gesamte Druckfall von einer von Nordosten nach Südwesten reichenden Wand abgeschnitten. Tatsächlich tritt dieser extreme Fall erst auf der Linie Königsberg-Hindenburg ein.

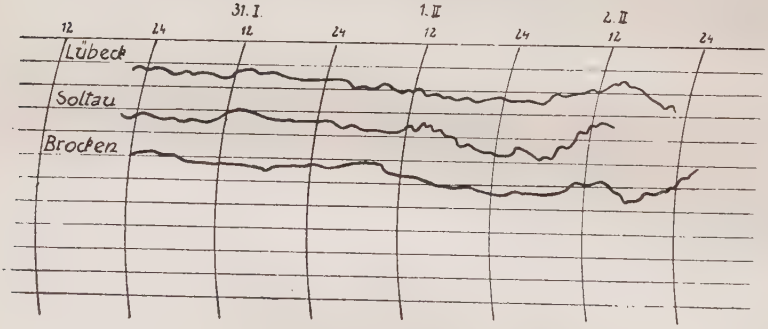
Mit den Erscheinungen des östlichen Deutschlands stehen auch die österreichischen Stationen — wie von vornherein anzunehmen war — im Einklang. Durch das mit beginnendem Druckfall verbundene Sinken der Temperatur erhalten die Kurven insgesamt die Form einer flachen Welle (Fig. 29). Salzburg allein macht hier eine Ausnahme. Offensichtlich beruht diese Tatsache auf seinen mit den westdeutschen Stationen verwandten Temperaturverhältnissen (Fig. 29a). Dank seiner westlicheren Lage im Gegensatz zu Wien findet der Druckfall bei nur schwach sinkender Temperatur statt; erst während des Druckanstiegs fällt die Temperatur kräftig. Man kann an diesen beiden österreichischen Stationen dieselbe Beobachtung machen, die auch für sämtliche deutschen Stationen Geltung hat, nämlich: daß gleichzeitiges Einsetzen von Druck- und Temperaturfall ausgleichend auf die Druckverhältnisse wirkt und durch die Abkühlung eine Vertiefung des Sturmwirbels unterbunden, sowie ein früheres Einsetzen des Minimums erzwungen wird; setzt jedoch der Temperaturfall erst beim Druckanstieg ein, so erscheint der Druckfall wesentlich ausgeprägter und das Druckminimum tritt im Vergleich zu den erstgenannten Stationen um Stunden später ein. Der allgemein steil einsetzende Druckanstieg scheint die zeitliche Dauer des Tiefs abgestoppt zu haben.

**Welle im westlichen Deutschland.**

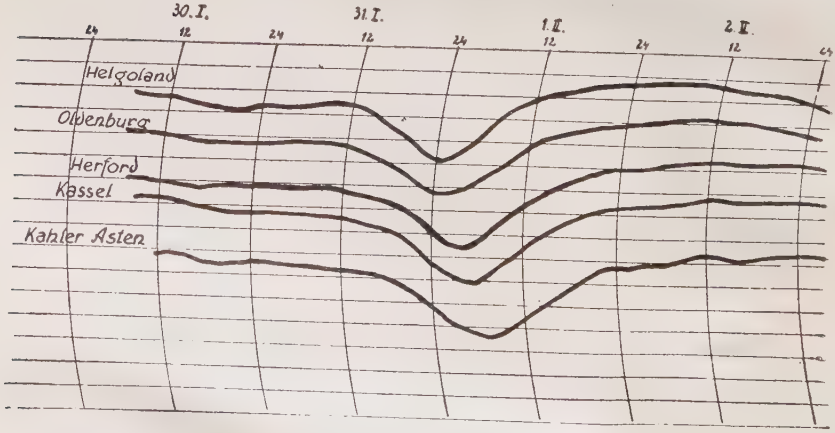
Die eben erwähnte Erscheinung soll nun an den deutschen Stationen westlich der Oder verfolgt werden (Fig. 30—31). Im Gegensatz zu den östlichen Stationen ist der Druckfall — wie aus den Thermogrammen von Lübeck, Soltau und dem Brocken hervorgeht — mit annähernd konstanter oder nur schwach sinkender Temperatur verknüpft. Der Druckfall beträgt im allgemeinen 10 mm in 12 Stunden und mehr. Hier ist also zweifellos der Einfluß jenes bei 1000 m liegenden von Süden kommenden Druckfalls anzusetzen, denn der Temperaturunterschied zwischen der Maritimluft und der vorher Westdeutschland beherrschenden Luft ist so geringfügig (Fig. 30a), — es handelt sich um 2—3° — daß unmöglich der starke Druckfall dieser Tatsache allein zuzuschreiben ist. Wenn der Druckfall nur auf diesem Temperaturunterschied beruhen würde, so müßte er außerdem mit Fortschreiten nach West- und Süddeutschland immer schwächer werden, weil der Einfluß der an die Okklusion anschließen-




Skala in 5 mm
Fig. 30




Skala in 5°
Fig. 30 a




Skala in 5 mm
Fig. 31

den Kaltluft in diesen beiden Richtungen immer geringer wird. Da diese Tatsache aber völlig ohne Wirkung zu sein scheint, im Gegenteil der Fall gleichmäßig tief in Westdeutschland bleibt, ist die Ausbildung des Sturmwirbels hauptsächlich mit dem aus Süden kommenden Druckfall in den höheren Schichten in Verbindung zu setzen. Daß der Einfluß der Maritimluft jedoch nicht ohne Bedeutung war, erhellt aus dem Gegensatz, der zwischen den Kurven der Stationen östlich und westlich der Oder besteht. Hinsichtlich der folgenden Druckanstiegs ist nun die gleiche Erscheinung wie in Salzburg festzustellen, nämlich der mit sprunghafter Temperaturabnahme verbundene Kaltlufteinbruch, der einen steilen Druckanstieg verursacht (13 mm in 10 Stunden).

## VI. Schneefall.

Als Abschluß der Betrachtung über die Entwicklung des Druckwellen- und Witterungsverlaufes sollen noch einige Worte dem Schneefall gewidmet werden, der in Verbindung mit dem Tief hauptsächlich im westlichen Deutschland niederging. Aus westdeutschen Zeitungen (Kölnische Zeitung vom 1. II., Hannoverscher Kurier) aber auch Berliner Zeitungen (Deutsche Allgemeine Zeitung, Lokal-Anzeiger, Tageblatt) geht hervor, daß die Intensität des Schneefalls besonders im Westen Deutschlands Anlaß zu Verkehrsstörungen aller Art (Zugverspätungen, Behinderung des Kraftomnibusverkehrs, Störungen der Fernsprechleitungen) gab. In den Mittelgebirgen mußten Sportfeste aus dem gleichen Grunde abgesagt werden. In Berlin wurde der Großkampf gegen den Schnee mit 2000 Hilfskräften geführt.

Bei einem Überblick über eine Karte der Linien gleicher Niederschlagshöhe am 1. II. (Fig. 32) stellt man unwillkürlich eine Beziehung zu dem Verlauf der Druckwelle resp. ihren Äußerungen am Boden her. Die Linie des stärkeren Niederschlags — als solchen will ich eine Niederschlagshöhe von 5 mm ansetzen — findet ihre Begrenzung fast gleichmäßig mit der Linie, die den Haupteinbruch der Kaltluft abschließt. Jenseits der Oder, — d. h. östlich der Oder — ist die gefallene Schneemenge fast durchgängig gleich Null. Offenbar beruht diese Tatsache auf dem Einfluß der vom Boden bis in hohe Schichten reichenden trockenen Kaltluft. Je weiter sich die Kaltluft im Süden in westlicher Richtung durchsetzt, desto geringer werden auch hier die erreichten Niederschläge. Auf diese Weise erscheint es auch erklärlich, daß Nürnberg und München Werte von 1,1 und 4,1 mm registrieren. Wo aber die früher erwähnten Luftmassen — Kaltluft und Maritimluft — auf einander stoßen, oder wo das Hauptwirkungs-

gebiet der Fallwelle liegt, kommt es zu starken Niederschlägen. Für den ersten Fall käme das Mecklenburger Land und das anschließende Havelgebiet in Frage. Hier werden in Marnitz (12,5), Waren (9,6) und Kyritz (15,8 mm) außergewöhnlich hohe Werte erreicht. Gleichzeitig läßt sich in dieser „Vermischungszone" der von Osten nach Westen gerichtete Vorgang — ein Ansteigen und wieder Abnehmen des Schneefalls in einem verhältnismäßig parallel begrenzten nordsüdlichen Bezirk feststellen. Es handelt sich hier um drei Hauptlinien, die diese Tatsache vor Augen führen. Die östlichste Linie — Berlin-Neubrandenburg — bezeichnet dann den Beginn des stärker einsetzenden Schneefalls; Kyritz-Marnitz würde dann die Hauptlinie des Niederschlags darstellen, während dann nach Westen fortschreitend man für die Linie Magdeburg-Gardelegen-Lüneburg bereits schon die Stauwirkung vor dem Harz ansetzen kann. Diese Stauwirkung äußert sich in einem nur langsamen Abnehmen der Niederschlagshöhe vom Gebirgskamm nach der Küste hin. Sie tritt in sämtlichen west- und auch süddeutschen Bezirken auf: in der westdeutschen Tiefebene vor dem Brocken, in der rheinischen vor dem Schiefergebirge, ferner in Baden vor dem Hang des Schwarzwaldes und schließlich in der bayrischen Hochebene vor den Alpen. All diese Gebiete sind gekennzeichnet durch ein langsames Ansteigen der Niederschlagsmenge mit der Höhe.

Diese sämtlichen Bezirke kann man gleichzeitig auch jener westdeutschen Type des Druckverlaufs zuordnen und gewinnt so den Eindruck, daß der Schneefall in enger Beziehung zum Druckverlauf steht. Der vom Sturmwirbel völlig unbeeinflußten östlichen Welle entspräche die Schneearmut Ostdeutschlands; westlich der Einbruchsfront der Kaltluft setzen die Niederschläge ein, wobei nur der Unterschied zwischen atmosphärischen Stau- und Vermischungsvorgängen und Stauvorgängen auf Grund der Bodenkonfiguration zu machen ist. Wie eben schon festgestellt wurde, treten im ersten Fall die Maxima in der Ebene auf, während im zweiten Fall diese Maxima an den Bergstationen oder Talkesseln gemessen werden. Hierfür diene der Brocken mit 10 und Bad Sachsa mit 13 mm, ferner der Kahle Asten mit 6,5 und Neuwied mit 10,2 mm als Beispiel.

Der Schneefall wurde allgemein in den Prognosen in einer solchen Heftigkeit nicht erwartet. Es ist dabei aber zu berücksichtigen, daß die Witterungsverhältnisse vom 31. I. morgens schwer zu übersehen waren, und sich keine Anhaltspunkte für eine Annahme der südlichen Verlagerung jenes an der mittelnorwegischen Küste entstandenen Fallgebietes boten.

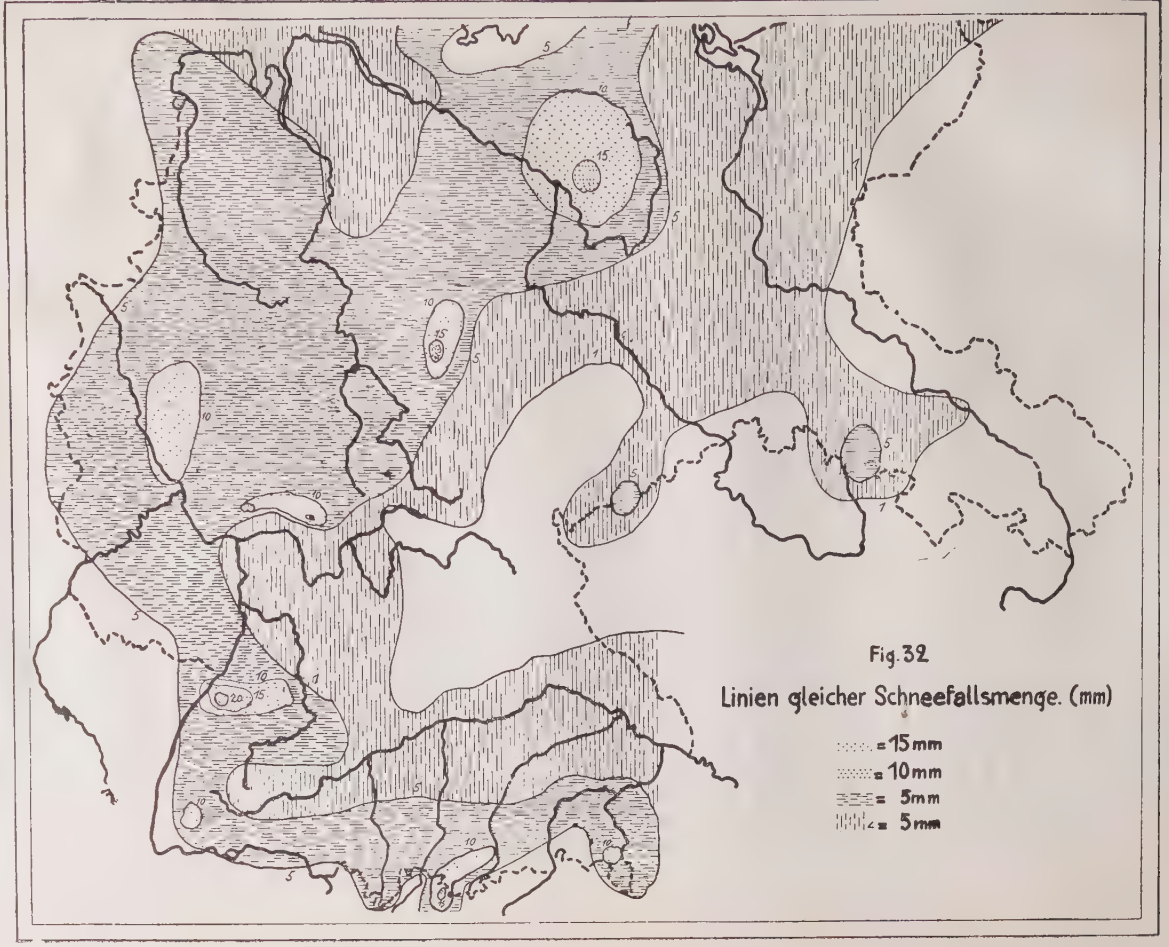


Fig. 32
Linien gleicher Schneefallsmenge. (mm)
= 15 mm
= 10 mm
= 5 mm
= 5 mm

## Zusammenfassung.

Das Ergebnis der Untersuchungen wird im folgenden kurz zusammengefaßt:

Eine Druckwelle unbekannter Herkunft zieht vom nördlichen Skandinavien im allgemeinen gegen Südosten, ohne sichtbaren Zusammenhang mit den zum Teil erheblichen Temperaturänderungen in der untersten Troposphäre. Der an sich einfache Druckverlauf bei Durchzug der Welle wird gestört einerseits durch einen mächtigen Kaltlufteinbruch aus Nordosten, der im Fallgebiet der Druckwelle den Druckfall teils abschwächt, teils (in den östlichen Gebieten) überkompensiert; außerdem verstärkt der Druckeffekt den Druckanstieg im Steiggebiet der Welle. Andrerseits greift in die Entwicklung von West her störend der Zufluß maritimer Warmluft ein, besonders an der skandinavischen Küste und später in Südwesteuropa. Die untersuchte ,an sich wenig umfangreiche Zyklone entsteht im Fallgebiet der Druckwelle, wo der Druckfall durch den Zufluß von Warmluft lokal verstärkt wird. Diese im Fallgebiet der Druckwelle entstandene Zyklone zieht nach Süden, da in den östlichen Gebieten der Druckfall durch den Kaltlufteinbruch überkompensiert wird, sodaß sich zum Teil das Bild eines scheinbar von Osten nach Westen ziehenden Druckfallgebietes ergibt. Nach Mitteleuropa übertretend vertieft sich die nach Süden ziehende Zyklone durch den Zufluß maritimer Warmluft von Südwesten her, bzw. durch die Verbindung mit einem von Südwesten ausgehenden Fallgebiet. Durch das Zusammenwirken aller dieser Faktoren entstehen die eingehend geschilderten Modifikationen der an sich einfachen primären Druckwelle. Die starken Niederschläge treten westlich der Oder auf, wo die von Nordosten kommenden Kaltluftmassen und die von Westen kommenden Maritimluftmassen sich treffen. Infolge des komplizierten Zusammenwirkens verschiedener, z. T. nicht sehr ausgeprägter Faktoren und wegen der überaus raschen Verlagerung der neugebildeten Zyklone auf ungewöhnlicher Bahn ist es verständlich, daß die stellenweise sehr ergiebigen Schneefälle prognostisch nicht erfaßt wurden.

## Lebenslauf.

Am 17. November 1914 wurde ich als Tochter des Studienrat Otto Kluge und seiner Frau Edith geb. Lange in Berlin geboren. Von Oktober 1920 besuchte ich bis Ostern 1927 das Ulrichsche Lyzeum in Berlin und von da ab die Studienanstalt am Berlinischen Gymnasium zum Grauen Kloster. Hier bestand ich Ostern 1933 das Abiturium. Von Ostern 1933 bis Ostern 1936 war ich auf der Friedrich-Wilhelms-Universität in Berlin immatrikuliert und besuchte Vorlesungen und Übungen an der Universität und an der Technischen Hochschule in Charlottenburg auf den Gebieten der Meteorologie, Ozeanographie und Physik. 1936 studierte ich als Mussolinistipendiatin an den Universitäten Rom und Perugia.